

MODELO GEOMÉTRICO DEL FOCO DEL SISMO DE BAEZA, NAPO- ECUADOR 1987 A PARTIR DE DATOS MACRO SÍSMICOS

Dr. Roberto Aguiar Falconí⁽¹⁾, Katyuska M. Sangurima Reinoso⁽²⁾

⁽¹⁾Centro de Investigaciones Científicas
Escuela Politécnica del Ejército
Correo Electrónico: rrauiar@espe.edu.ec

⁽²⁾Ingeniería Civil
Escuela Politécnica del Ejército

RESUMEN

El estudio de los parámetros macrosísmicos de un sismo de importancia en el país, en este caso, el sismo de Baeza de 1987, permite identificar correctamente, parámetros de gran importancia, como profundidades focales y modelos de ruptura, que las técnicas instrumentales no consideran en la definición de sus epicentros.

Este análisis emplea la metodología de Blake-Shebalín para llevar a cabo dicho análisis y obtener resultados de fácil interpretación, profundizando las características, importancia y efectos que tuvo el sismo analizado para nuestro país, y generando modelos de ruptura del foco sustentados en las gráficas de isosistas obtenidas de las publicaciones de Egred (1999).

ABSTRACT

The study of macroseismic parameters of a major earthquake in the country, in this case, the 1987 earthquake Baeza, correctly identifies important parameters such as focal depths and rupture models that do not consider the instrumental techniques in defining their epicenters.

This paper uses the methodology of Blake-Shebalin to perform this analysis and achieve results of easy interpretation, deepening the characteristics, importance and effects of the analyzed quake for our country, and generating source rupture models supported by the graphs of isosists obtained from Egred's publications (1999).

1. INTRODUCCIÓN

El análisis sistemático de los datos macro sísmicos, información sobre la intensidad de un terremoto fuerte en diferentes puntos de la superficie terrestre, permite realizar la reconstrucción de su foco; entendiendo éste no como una fuente puntual, sino como la mínima región suficientemente isométrica, dentro de la cual se encierran todas las deformaciones iniciales irreversibles, que ocurren junto con el terremoto dado.

Utilizando un conjunto de datos del campo macro sísmicos en el presente trabajo se resuelve, para el terremoto del 5 de Marzo de 1987, ocurrido en Baeza, Napo – Ecuador, el problema inverso de la macro sísmica, que consiste en la determinación del tamaño y posición de su foco.

Es decir, mediante la aplicación del método de Shebalín, se pretende detallar las características de los campos macro sísmicos locales y normales, así como también otros parámetros fundamentales de la fuente como profundidad normal, profundidad local, extensiones verticales, extensiones horizontales.

2. RESEÑA HISTÓRICA DEL SISMO DE BAEZA 1987

El 5 de marzo de 1987, dos terremotos ($M_s=6,1$ a las 20:54 tiempo local y $M_s=6,9$ a las 23:10 tiempo local) ocurrieron a lo largo de las laderas orientales de los Andes al Noreste del Ecuador. Los epicentros fueron localizados en la Provincia de Napo, aproximadamente 100 km al Noreste de Quito y 25 km al Norte del volcán El Reventador. (Instituto Geofísico EPN, 2012)

El sismo de las 23:10, que corresponde a este análisis, fue sentido en un área de al menos 93 000 km², cuyo epicentro instrumental se localizó en las coordenadas $\varphi = 0^{\circ}4'48''$ latitud Sur, $77^{\circ}48'00''$ longitud oeste, con una profundidad focal de 10 km, en un sector ubicado frente al volcán Reventador y el monte Saraurco, 40km al norte de Baeza, 75 km al este de Quito y 60 km al sur de Ibarra.

La Ubicación de los epicentros coincide con un lineamiento tectónico de rumbo N30-40E, que está relacionado a una familia de fallas de la misma dirección, que es característica de la zona de cabalgamiento de la región subandina. Existe evidencia de campo respecto al carácter activo de este sistema de fallas, junto con otro conjugado de dirección E-W. (Dirección Nacional de Defensa Civil, 1988)

Según un informe presentado por Naciones Unidas, a través de su comisión económica para Latinoamérica y el Caribe (CELAC), el desastre natural que devastó al Ecuador en los primeros días de marzo de 1987, comenzó con dos severos terremotos, cuyos efectos se sintieron en menor escala dentro de las provincias del Carchi, Imbabura y Pichincha y con efectos destructivos, en las provincias amazónicas del Napo y Pastaza, que fueron seguidos por una serie de eventos que ocasionaron daños considerables en la población y afectaron seriamente a su economía.



Figura 1 Destrucción total de la basílica La Dolorosa (Ibarra)

Deslizamientos de rocas y tierra, avalanchas de escombros y flujos de lodo inundaron esta zona oriental de los Andes, principalmente en ciertas zonas de la provincia de Napo, donde los

gigantescos deslizamiento de tierra modificaron la geometría del valle del Río Coca, provocando gravísimos daños en el oleoducto transecuatoriano y la carretera Quito-Lago Agrio. "...Los deslizamientos ocurridos en los flancos de los valles de casi todos los ríos de esta zona, originaron enormes flujos de lodo que se desencadenaron desde el río Coca, al que lo represaron en varias oportunidades, inmediatamente después de los sismos." (Dirección Nacional de Defensa Civil, 1988)



Figura 2 Uno de los tramos de la carretera de acceso al Oriente Ecuatoriano

La principal consecuencia económica que sufrió el país fue el gran impacto en la producción ecuatoriana de petróleo, debido a los serios daños del oleoducto trans-ecuatoriano. De acuerdo a la Comisión Económica de las Naciones Unidas para América Latina y el Caribe en 1987, los campos petrolíferos ecuatorianos habrían producido alrededor del 60% de las divisas de exportación del país, por lo que fue severamente afectada la capacidad del Ecuador de hacer frente a sus costos de operación interna y realizar los pagos de los interés de su deuda externa. En las semanas siguientes a los terremotos, el Gobierno Nacional dictó algunas severas medidas económicas, incluyendo la suspensión del pago de la deuda externa a los bancos privados, incrementó los precios de los combustibles, un plan nacional de austeridad y un congelamiento de los precios de un conjunto seleccionado de productos esenciales. (Escuela Politécnica Nacional, abril 2000)



Figura 3 70 km del Oleoducto Transecuatoriano fueron afectados

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Caracterización del Campo Macrosísmico.

El campo macrosísmico es el área alrededor del epicentro donde pueden ser observados los efectos dejados por un terremoto; existen dos campos macrosísmicos, el primero es la zona donde se presentan las máximas intensidades y es denominado **Campo Macrosísmico Local**, está influenciado por las estructuras locales y se verá reflejado en las tendencias de las isosistas mayores; el segundo hace referencia al **Campo Macrosísmico Normal**, donde se manifiesta el efecto de las estructuras regionales, por lo general los daños son menores y cubre una mayor extensión. No siempre es posible observar en un mapa de isosistas los dos campos macrosísmicos debido a que este depende de los parámetros focales del sismo.

Su caracterización se puede realizar mediante la formulación matemática de Shebalín (1974) en base a una relación entre la intensidad en algún punto I con la magnitud del terremoto M (M_b), la distancia epicentral Δ_i y la profundidad del foco h , con lo que se tiene la fórmula:

$$I = bM - \gamma \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + C \quad (1)$$

Donde: b es una constante con un valor promedio de 1.5; M (M_b) es la magnitud del sismo; γ y C son *coeficientes de atenuación macrosísmica*, que relaciona la intensidad en algún punto I con la magnitud del terremoto M , la distancia epicentral Δ_i y la profundidad normal del foco h , la misma que se calcula mediante la relación:

$$h_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\bar{R}_i}{\sqrt{10^{\frac{2(I_0 - I_i)}{r}} - 1}} \quad (2)$$

Dónde: N es el número de isosistas del campo normal y \bar{R}_i la sumatoria de los radios de las isosistas consideradas. Shebalín (1968, 1971)

Aquí y en lo sucesivo, el foco del terremoto se entiende como la mínima región suficientemente isométrica, dentro de la cual se encierran todas las irreversibles deformaciones iniciales que ocurren junto al terremoto dado. Lo dicho significa que el foco del terremoto puede considerarse puntual solo si éste se ubica en una distancia suficientemente lejana del punto de observación, es decir, cuando la distancia hipocentral de todas las subfuentes de los semifocos, quedan al lado del observador y satisfacen la condición:

$$D_{\min} < D < kD_{\min} \quad (3)$$

Dónde: D es la distancia hasta la parte cercana del foco; $k = 1.5$ y D_{\min} es la distancia mínima entre el punto definido como P_i y los subfocos.

Para los más cercanos al punto de observación de los focos, se ponen en manifiesto los efectos locales del campo macrosísmico. Así, el foco se puede considerar como un punto para todas las distancias epicentrales:

$$D_i = \sqrt{\Delta_i^2 + h_n^2} \quad (4)$$

Donde: h_n es la profundidad del foco normal.

➤ **Coeficientes de Blake-Shebalín y y C.**

Son coeficientes que definen la atenuación de la intensidad con respecto a la distancia, además de la dispersión y la absorción de las ondas sísmicas.

$$\gamma = \frac{N[\sum (P_i * T_i)] - (\sum P_i)(\sum T_i)}{\Delta} \quad (5)$$

$$C = \frac{(\sum P_i^2)(\sum T_i) - (\sum P_i)(\sum P_i T_i)}{\Delta} \quad (6)$$

Para su cálculo es necesario conocer: **N**, el número de isosistas que pertenecen al campo macrosísmico; **P_i**, que corresponde al logaritmo del radio de las isosistas; **I_o**, que es el grado de intensidad de cada isosista; y de manera adicional:

$$T_i = 1.5M - I_o \quad (7)$$

$$\Delta = N(\sum P_i^2) - (\sum P_i)^2 \quad (8)$$

Vale la pena resaltar que dichos valores varían para cada sismo, debido a que dependen de las isosistas involucradas en el campo macrosísmico.

3.2. Efectos de Extensión del Foco

La determinación de las dimensiones y ubicación del foco principal, a partir de la exploración de los mapas de isosistas, es resolver el problema inverso de la macrosísmica, que básicamente consiste en definir las relaciones fundamentales entre la profundidad del foco del terremoto **h** y las dos dimensiones lineales del foco, es decir, sus extensiones horizontal **l_x** y vertical **l_z**. En este caso, como profundidad del foco se entiende el centroide de irradiación de la energía macrosísmica y no la profundidad del hipocentro, es decir, el punto donde se inicia la ruptura.

➤ **Extensión Horizontal del foco**

De acuerdo con **Shebalín** (1974), se puede considerar que en promedio la relación entre la magnitud y las dimensiones de la ruptura en un terremoto, se establece de la siguiente manera:

$$\log L = 0.5M - 1.8 \quad (9)$$

Donde: **L** es la longitud del segmento de falla activo y **M** es la magnitud Local.

Cuando **M**>5, la extensión máxima del foco puede ser expresada por la relación

$$\log l_{\max} = 0.7M - 2.8 \quad (10)$$

Un modelo del foco de un terremoto de gran extensión horizontal l_x , puede representarse por una cadena de subfocos, como se muestra en la figura. De manera aproximada, **la extensión horizontal podría definirse de acuerdo a la relación $h < l_x$ Shebalín (1991)**. Así, es justo suponer que la forma de la primera isosista hereda la extensión horizontal del foco local; en este caso la absorción anisotrópica en las pequeñas distancias puede despreciarse.

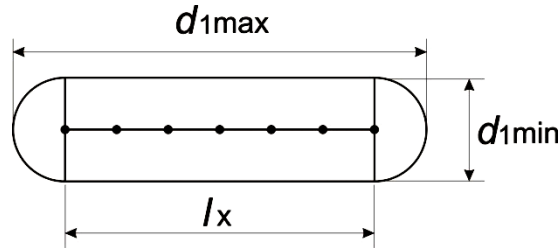


Figura 4 Modelo del foco de un terremoto de gran extensión horizontal l_x , mediante una cadena de subfocos (Tomado de Shebalín, 1974).

En términos generales la extensión horizontal del foco puede calcularse a partir de la fórmula

$$l_x = d_{1\max} - d_{1\min} \quad (11)$$

Donde $d_{1\max}$ y $d_{1\min}$ son los diámetros mayor y menor respectivamente de la primera isosista (contada desde el centro hacia fuera).

Puede suceder que la primera (mayor) isosista, relaciona su aparición al efecto local de la extensión vertical del foco. En estos casos toda la extensión horizontal del foco se manifiesta en la forma de la siguiente isosista libre del efecto local de la misma; de tal manera que L_x está representado por el promedio de las dos isosistas mayores:

$$l_x = \frac{(d_{1\max} - d_{1\min}) + (d_{2\max} - d_{2\min})}{2} \quad (12)$$

La extensión horizontal del foco representa uno de los factores que definen la no concordancia de los epicentros instrumental y macrosísmico. Los otros dos factores son el error de la definición instrumental y las grandes heterogeneidades del medio de la región del foco. Si alguna zona de la elipse de dispersión de los epicentros instrumentales tiene forma cercana a la circular, entonces para las zonas se cumple la relación:

$$l_x \approx 2(\delta_{\perp} - \delta_{\parallel}) \quad (13)$$

Donde δ_{\perp} y δ_{\parallel} son la proyección de la distancia del epicentro instrumental E_i hasta el macrosísmico E_m , tomado a lo largo del eje de la primera isosista y perpendicularmente a ella.

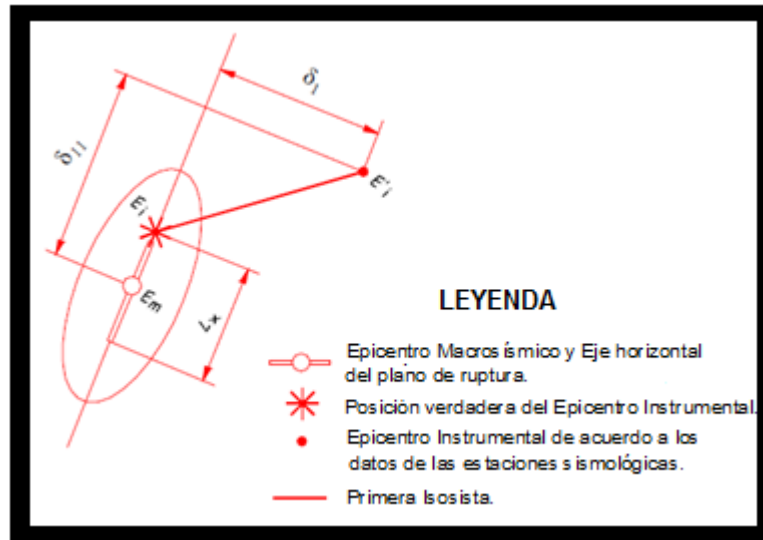


Figura 5 Modelo de Foco de Gran Extensión (Extensión Horizontal del Foco y la no coincidencia de los Epicentros Instrumental y Macrosísmico.)

➤ Extensión Horizontal del foco

De acuerdo con **Shebalín** (1974), la extensión vertical del foco puede calcularse a partir de la relación:

$$\log l_z = 0.3M - 0.8 \quad (14)$$

En el caso del foco con gran extensión vertical, se establecen los criterios de existencia del efecto macrosísmico de extensión vertical con:

$$0.3M - 0.7 \geq \log h_n \geq 0.3M - 0.95 \quad (15)$$

Donde: h_n (km) es la profundidad “normal” del foco. El **primer límite** significa la aparición de la ruptura en la superficie mientras que el **segundo** marca la desaparición del efecto no puntual.

Además del criterio representado por la ecuación (13), los efectos macrosísmicos de la extensión vertical pueden ser revelados por la relación de las áreas de las isosistas vecinas.

Si la curva $f(i) = S_i / S_{i+1}$ tiene un mínimo o un máximo en la segunda - tercera isosista, entonces, esto significa la existencia del **efecto local**, condicionado por la gran extensión vertical del foco (Fig 6a). Sin embargo, la ausencia de este mínimo no significa la ausencia del efecto de extensión vertical. El efecto local puede ser evidenciado en el caso del **foco inclinado**, cuando el epicentro local E_l se corre a un lado del epicentro normal E_n en la mitad del principal sistema de isosistas (Fig 6b).

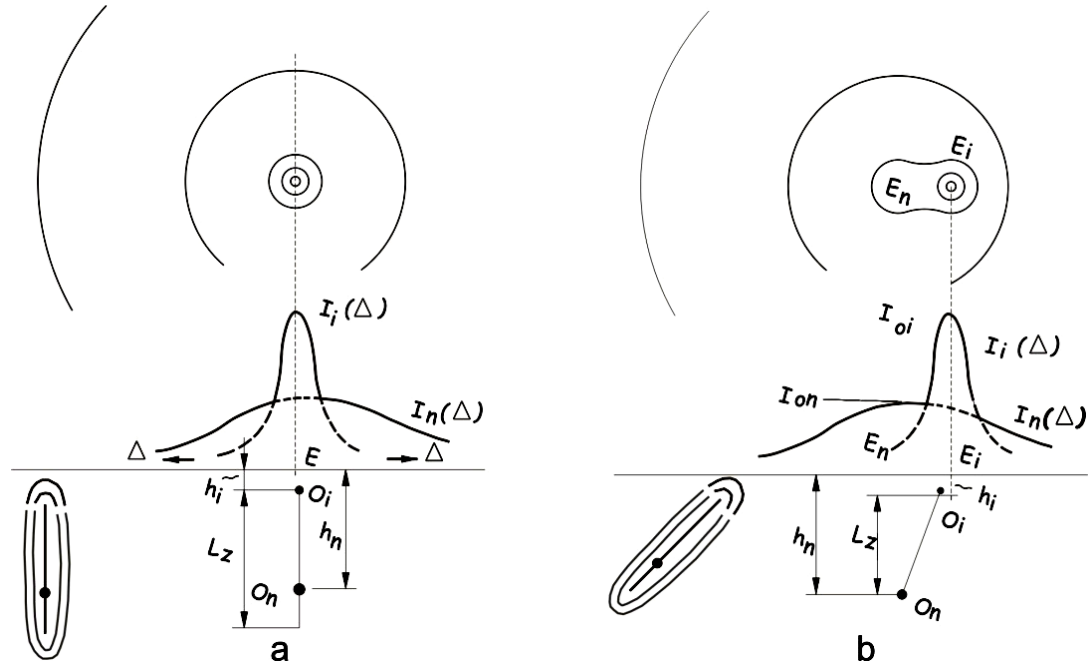


Figura 6 a) Existencia del efecto local (gran extensión vertical del foco); b) Efecto Local en el caso del foco inclinado (Tomado de Shebalín, 1974).

El efecto macrosísmico de extensión vertical del foco, sensiblemente aumenta a causa de que la parte superior del foco de la ruptura se enriquece de subfuentes (rupturas secundarias) considerablemente en mayor cantidad que la parte inferior, además se crea un exceso de fuentes de radiación “macrosísmica” (de corto periodo) en la parte más superior del foco.

Un buen modelo de foco con gran extensión vertical lo representa el *sistema de dos fuentes* (Fig. 7). Uno de ellos, el cual representa el centro geométrico de la parte principal de foco lo designamos O_n ; su profundidad la denominamos “**profundidad normal h_n** ”; la magnitud coincide con la magnitud del terremoto en total M , creando la intensidad normal en el epicentro I_{on} que se define por la ecuación:

$$I_{on} = bM - \gamma \log h_n + C \quad (16)$$

Y en todo el campo macrosísmico por la ecuación:

$$I_{in} = bM - \gamma \log \sqrt{\Delta^2 + h_n^2} + C \quad (17)$$

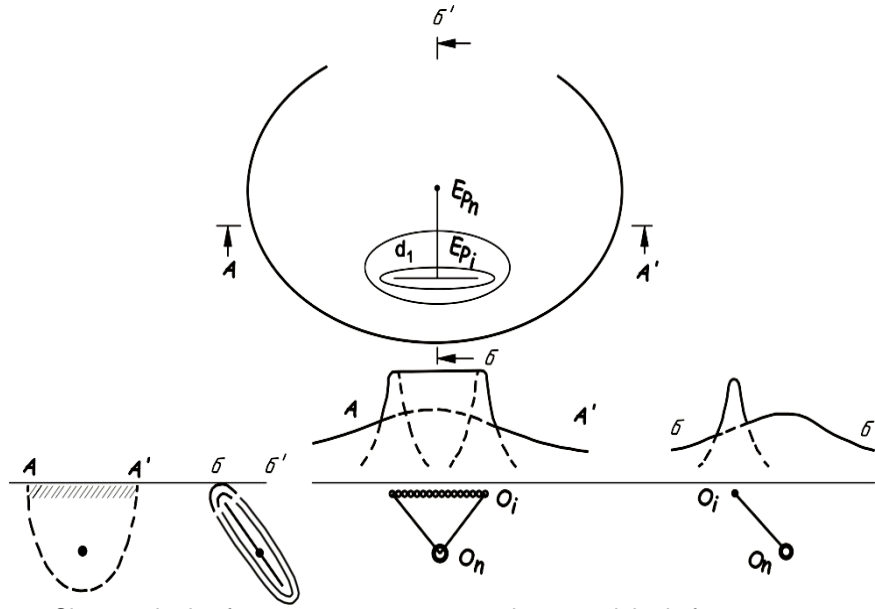


Figura 7 Sistema de dos fuentes que representa un buen modelo de foco con gran extensión vertical. (Shebalin, 1974)

La segunda fuente, la cual responde al centro de la parte más superior del foco, la designamos por O_i , su profundidad es h_i . Según **Shebalín** (1971, 1974), las dimensiones verticales del foco se definen por la relación entre h_n y h_i :

$$L_z = 2(h_n - h_i) \quad (18)$$

Sin embargo, esta fórmula se debe corregir en la medida que aumenta la profundidad del foco, la solidez (resistencia) del suelo, sensiblemente crece. De aquí se sigue que el centro de radiación de la energía debe encontrarse por ejemplo a 1/3 desde el límite inferior del foco, de donde **Shebalín** (1971, 1974):

$$L_z = 1.5(h_n - h_i) \quad (19)$$

Esta es la fórmula base para el cálculo de la extensión vertical del foco.

Si el efecto macrosísmico de extensión vertical del foco no se expresa, los datos macrosísmicos (cuando se conoce la magnitud), sólo permiten realizar el cálculo para la definición de la profundidad del foco del terremoto, por cuanto son dos métodos independientes.

4. ANÁLISIS DEL CAMPO MACROSÍSMICO

De manera general, en cada uno de los mapas de isosistas se deberá realizar el siguiente análisis previo a su aplicación:

- Cerrado de las líneas de isosistas que no estén completas. Se tiene como criterio la tendencia de las isosistas que se encuentren cerradas, además debe observarse hasta qué punto puede influir la tectónica regional en la forma de éstas.

- Determinar el Baricentro o Centroide de cada área encerrada por cada isosista. El área es aquella que se encuentra encerrada por cada isosista y no la delimitada entre cada isosista.
- Coordenadas de los baricentros.
- Hallar el área de cada isosista, perímetro, diámetro máximo, diámetro mínimo y radio de cada isosista.

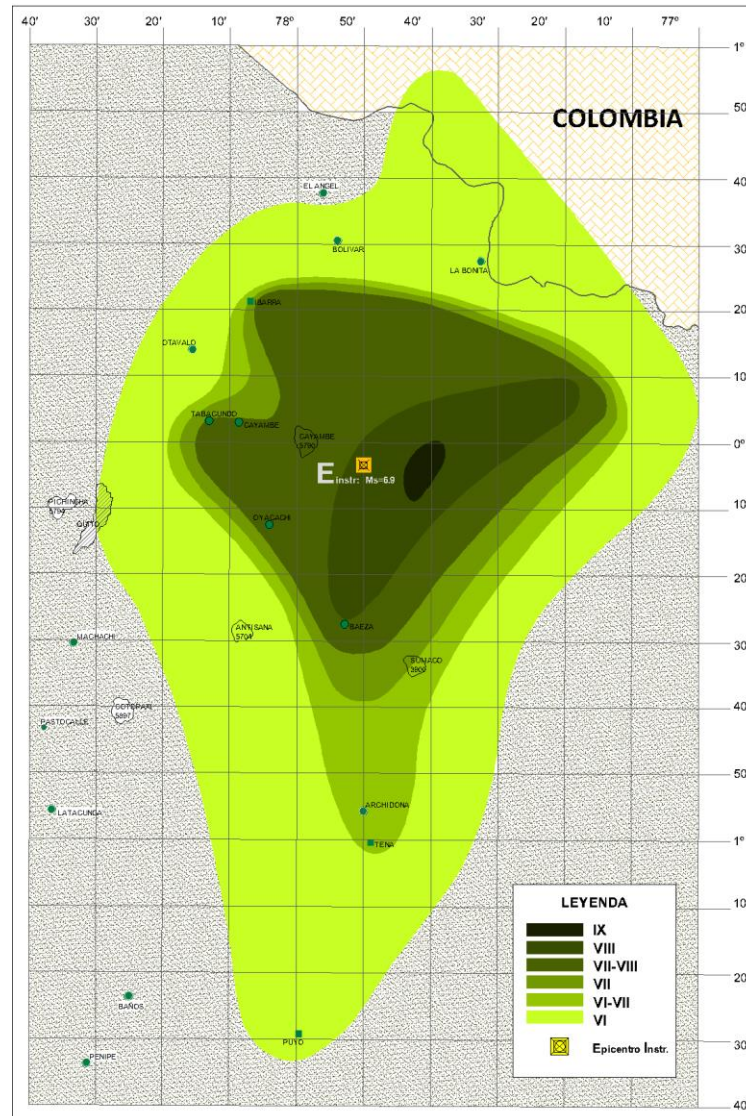


Figura 8 Distribución regional de intensidades

La orientación y elongación de las curvas de isosistas muestran que la energía sísmica irradiada de la fuente sísmica y propagada con las ondas se transmitió con gran facilidad en la dirección noreste – suroeste, que coincide con la prolongación del eje mayor de casi todas las isolíneas y el rumbo de los principales sistemas de falla de la región. En la dirección perpendicular, noroeste – sudeste, la transmisión de la energía sufre mayor atenuación.

El modelo geométrico para la fuente sísmica ha sido elaborado siguiendo la metodología de **Shebalín** (1971, 1974). Así, en cada isosista se midió: el diámetro mayor d_{max} ; diámetro menor d_{min} ; el área S_i ; el radio de la circunferencia equivalente a la isosista que limita el área señalada; y la extensión horizontal, dada por la diferencia entre los dos diámetros. En la **TABLA 1**, se presentan los valores medidos, y las relaciones entre las áreas y los radios equivalentes.

Tabla 1 Valores geométricos de las isosistas analizadas

Nº Isosistas	Intensidad	Área (Km ²)	D _{Max} (Km)	D _{min} (Km)	Ri (km)	R circ
1	6	25271,6675	277,293	134,114	138,6465	89,6896
2	6,5	10620,917	157,407	108,0608	78,7035	58,1442
3	7	8213,1776	115,7653	102,234	57,8827	51,1306
4	7,5	6608,7602	110,1172	90,4661	55,0586	45,8654
5	8	2027,8353	80,1022	29,5298	40,0511	25,4063
6	9	120,2971	17,6088	8,5044	8,8044	6,1880

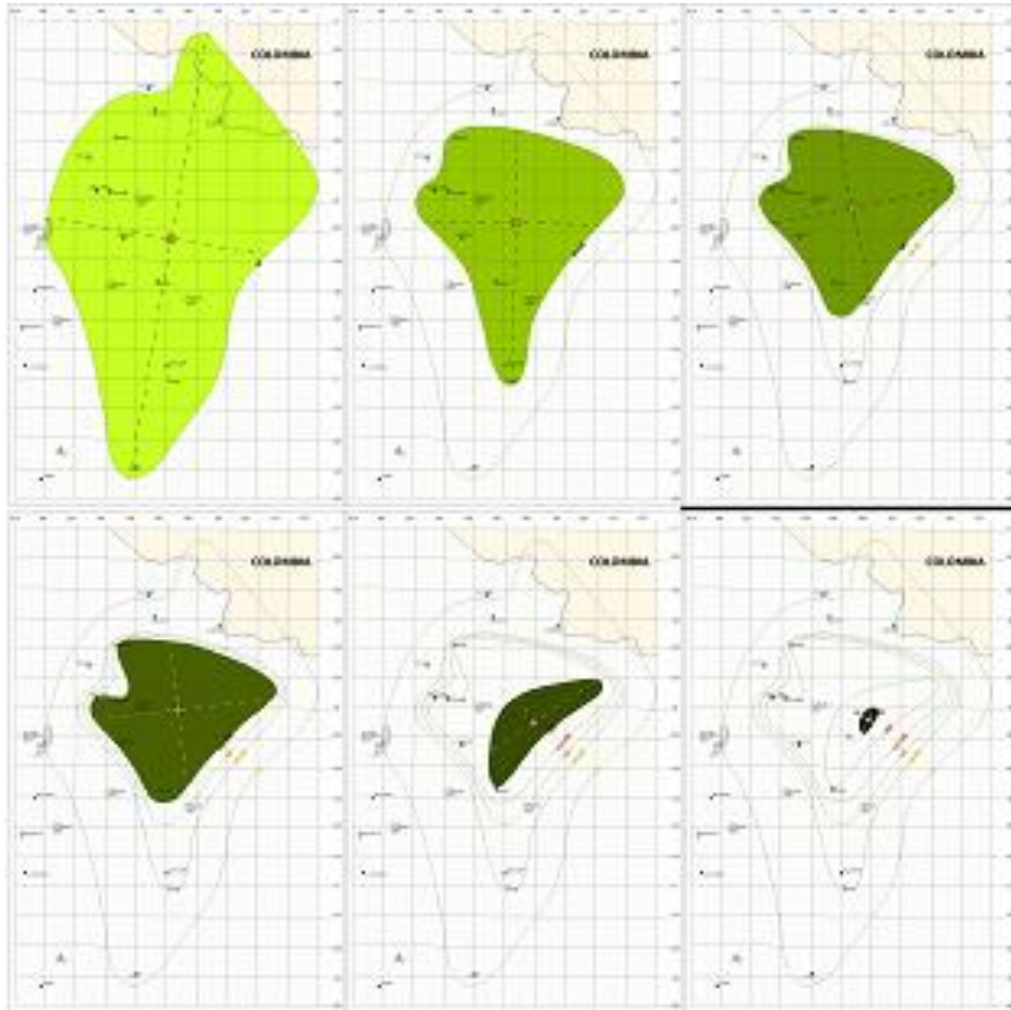


Figura 9 Gráfica de cada isosista analizada

Las líneas punteadas representan los diámetros de cada isosista. El diámetro máximo se obtiene trazando la mayor extensión exhibida, mientras que el mínimo es una línea perpendicular al punto medio del eje máximo.

Para Shebalín (1974), una vez obtenida esta información se grafican para cada mapa los baricentros, con el fin de determinar dos concentraciones: una concentración indica el lugar aproximado de ubicación del Epicentro Local (La más cercana a la isosista de mayor (intensidad) y la otra indicará la localización del Epicentro Normal.

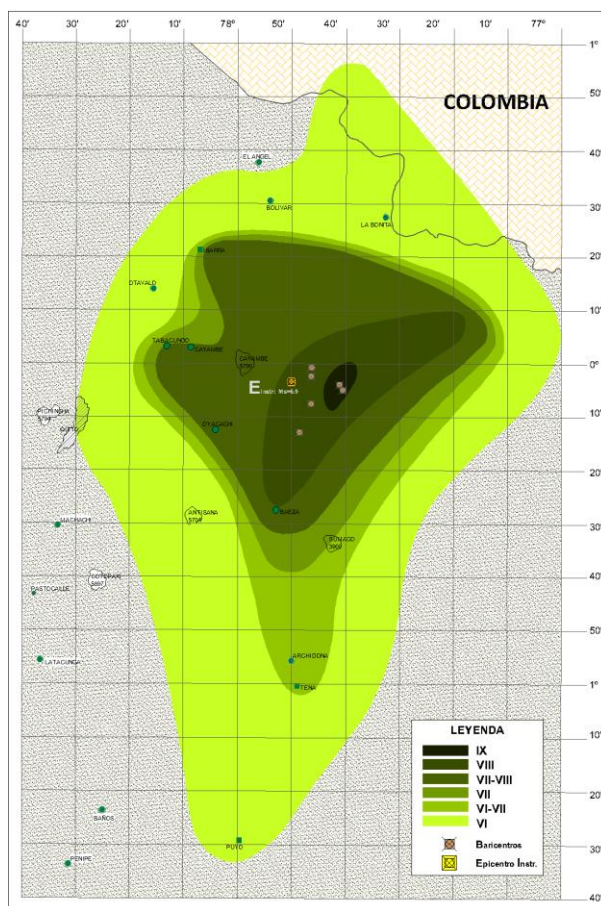


Figura 10 Baricentros

Una vez determinados estos parámetros geométricos se procede a la determinación de los coeficientes de Blake Shebalín, que definen la atenuación de la intensidad con respecto a la distancia, además de la dispersión y la absorción de las ondas sísmicas.

Tabla 2 Componentes de los coeficientes de Blake- Shebalín

Nº Isosistas	Intensidad	Ri (km)	Pi= Log R (km)	Ti = 1,5M - I	(Pi) ² km ²	(Pi)* Ti km
1	6	138,6465	2,142	3,750	4,588	8,032
2	6,5	78,7035	1,896	3,250	3,595	6,162
3	7	57,8827	1,763	2,750	3,107	4,847
4	7,5	55,0586	1,741	2,250	3,030	3,917
5	8	40,0511	1,603	1,750	2,568	2,805
6	9	8,8044	0,945	0,750	0,892	0,709
			10,089	14,500	17,780	26,471

Estos valores serán reemplazados en las ecuaciones (5), (6) y (8) señaladas anteriormente:

$$\Delta = N(\sum P_i^2) - (\sum P_i)^2 \Rightarrow \Delta = 6(17.78) - (10.089)^2$$

$$\Delta = 4.903 \text{ km}^2$$

$$\gamma = \frac{N[\sum (P_i * T_i)] - (\sum P_i)(\sum T_i)}{\Delta} \Rightarrow \gamma = \frac{6[26.471] - (10.089)(14.5)}{4.903}$$

$$\gamma = 2.558 \text{ km}^{-1}$$

$$C = \frac{(\sum P_i^2)(\sum T_i) - (\sum P_i)(\sum P_i T_i)}{\Delta} \Rightarrow C = \frac{(17.78)(14.5) - (10.089)(26.471)}{4.903}$$

$$C = -1.8845$$

Para poder definir más adelante, las extensiones horizontal y vertical del foco, es necesario averiguar a partir de cual isosistas se evidencia el efecto local, esto por lo general se observa en el mapa de isosistas.

De acuerdo con Shebalín, una forma de reconocer la existencia del efecto local en un terremoto es por la aparición de un máximo o un mínimo en los cortes transversal (fig. 12), longitudinal (fig. 13) y en la gráfica de la función $S_i/S_{i+1} = f(i)$ (fig. 14).

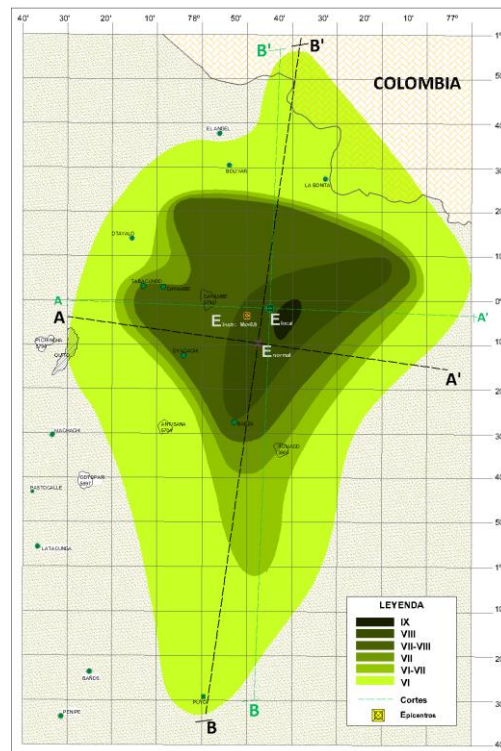


Figura 11 Esquema de Cortes Longitudinal y transversal

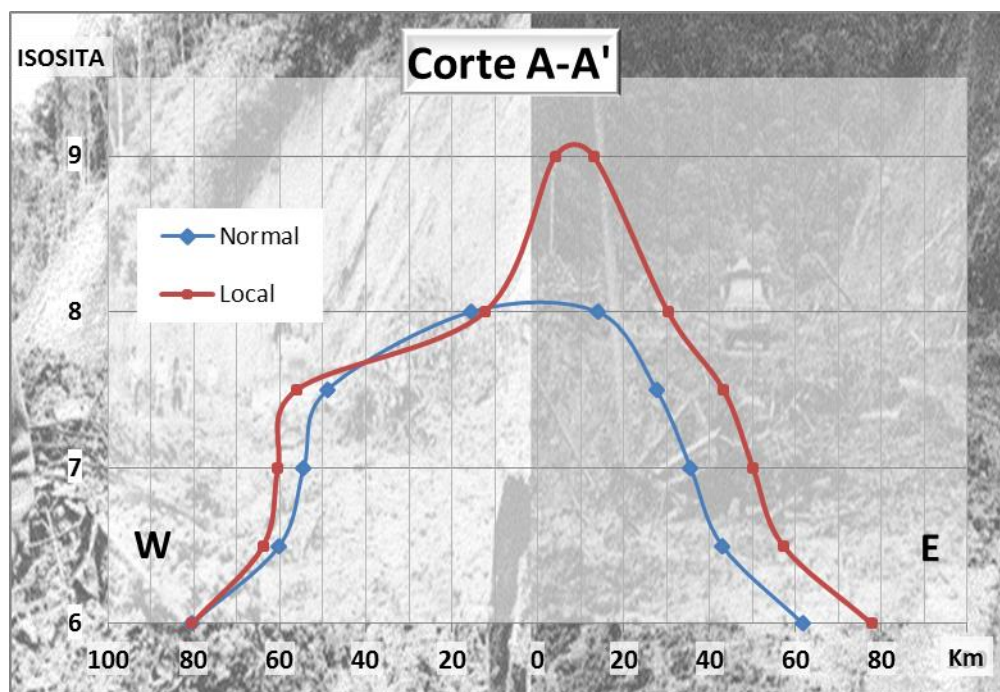


Figura 12 Corte Transversal Normal y Local

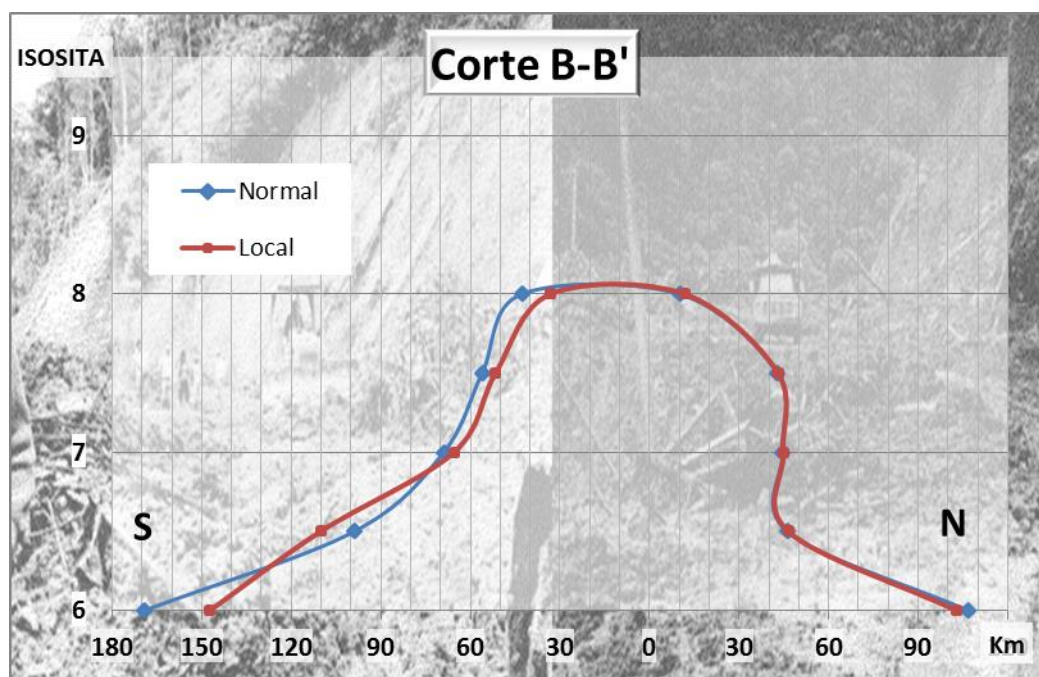


Figura 13 Corte Longitudinal Normal y Local

Y para la relación de áreas, se tienen los siguientes valores:

Tabla 3 Relación S_i/S_{i+1}

Isosistas	Intensidad	Área Km ²	S_i/S_{i+1}
1	6	25271,6675	2,3794
2	6,5	10620,917	1,293
3	7	8213,1776	1,243
4	7,5	6608,7602	3,259
5	8	2027,8353	16,857
6	9	120,2971	0

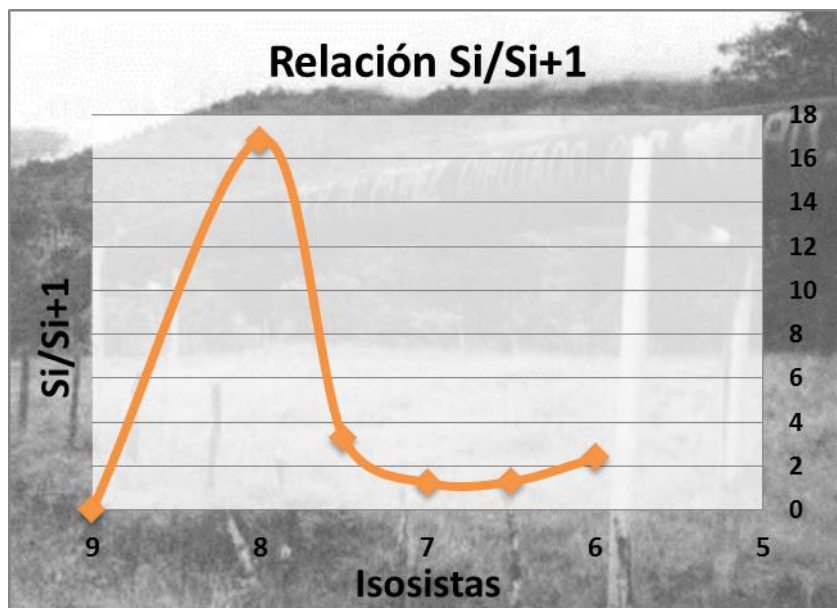


Figura 14 Gráfico de la función Intensidad vs Relación de áreas

Como se aprecia en las cortes, es evidente la presencia del efecto local en el evento sísmico, debido a la presencia de valores máximos y mínimos en la gráfica S_i/S_{i+1} , por lo que se infiere que las isosistas correspondientes al campo normal son aquellas de intensidad VII, VII-VI, VI, mientras que el efecto local se encuentra restringido a las curvas de intensidad VII-VIII, VIII, IX.

A partir del valor encontrado para γ y las relaciones $\log R/R_{i+1}$ o $r1/r2$, Shebalín (1991), donde $r1$ = radio de isosista IX, $r2$ = radio isosista VIII, se establece un nomograma que permite definir el tamaño del área mesosísmica que establece el **incremento de la intensidad en el epicentro**, δi , como generador de los efectos en el campo que se le relaciona al desarrollo vertical de la fuente (Fig. 15)

$r1$ (Km)= 8,8044	$r1/r2 = 0,21983$
$r2$ (Km)= 40,0511	$\log (r1/r2) = 0,66$

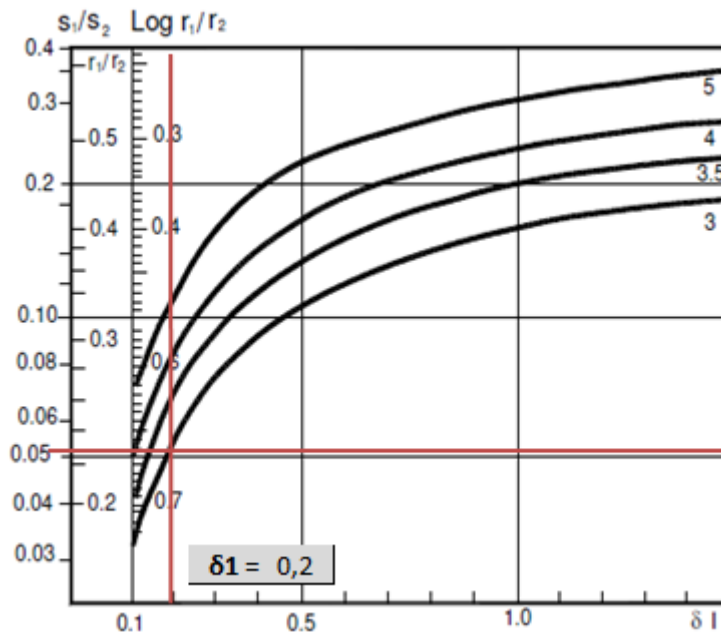


Figura 15 Gráfico para la determinación del incremento de intensidad (δI) en el epicentro, en función del $\log R1/R2$ o $S1/S2$ y el coeficiente de atenuación γ (Tomado de Shebalín, 1991).

El valor del incremento de intensidad en el epicentro δI y por ende el valor de la intensidad epicentral I_{oc} y el valor de la intensidad en el epicentro normal I_{ocn} se establece mediante las relaciones:

$$\begin{aligned} \text{Intensidad Epicentro Local} \quad I_{oc} &= I_i + \delta I \\ I_{oc} &= 9.20 \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \text{Intensidad Epicentro Normal} \quad I_{ocn} &= I_{in} + \delta I \\ I_{ocn} &= 7.20 \end{aligned} \quad (21)$$

Donde I_i es la isosista de mayor grado concuerda con la mayor isosista del campo local ($I_i = 9$) e I_{in} es la isosista de mayor intensidad en el campo macrosísmico normal ($I_{in} = 7$).

Con las consideraciones metodológicas señaladas y los parámetros obtenidos, se puede proseguir con el cálculo del resto de elementos que componen el modelo geométrico de la fuente del sismo de Baeza de Octubre de 1987.

5. APLICACIÓN & RESULTADOS

5.1. Cálculo de las profundidades focales, Local y Normal.

En base a la ecuación (2) señalada anteriormente, se establece los valores de la profundidad del foco, en su análisis local y normal, para lo cual se aplicará variaciones de dicha fórmula en la que se tiene:

$$h = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{R_i}{\sqrt{10^{\frac{2(I_{oc}-I)}{\gamma}} - 1}} \quad (2')$$

Donde: h_l o h_n es la profundidad local (h_l) o normal (h_n) según sea el caso; N , el número de isosistas utilizadas en el campo local o normal; R_i , la sumatoria de los Radios de las isosistas que afectan el campo macrosísmico analizado; I_{oc} o I_{ocn} corresponden a la Intensidad epicentral (normal o local según sea el caso); y finalmente el coeficiente de Blake-Shebalin, γ .

I. Local

Considerando para este caso para el campo local, la intervención de las isosistas VIII y IX, se tiene:

$$h_l = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^2 \frac{48.8555}{\sqrt{10^{\frac{2(I_{oc}-I)}{2.558}} - 1}}$$

Tabla 4 Valores para la profundidad Local h_l

Nº Isosistas	Intensidad	R (Km)	Intensidad	$I_{oc}-I$
1	VIII	40,0511	8	1,20
2	IX	8,8044	9	0,20
		48,8555		

$$h_l = 7,224 \text{ Km}$$

II. Normal

Considerando para este caso para el campo local, la intervención de las isosistas VII, VII-VI y VI, se tiene:

$$h_n = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 \frac{275.2327}{\sqrt{10^{\frac{2(I_{oc}-I)}{2.558}} - 1}}$$

Tabla 5 Valores para la profundidad normal h_n

Nº Isosistas	Intensidad	R (Km)	Intensidad	$I_{oc}-I$
1	VI	138,6465	6	1,2
2	VI-VII	78,7035	6,5	0,70
3	VII	57,8827	7	0,20
		275,2327		

$$h_n = 14,017 \text{ Km}$$

5.2. Cálculo de la extensión Horizontal.

La extensión horizontal del foco local y normal, se determina por:

I. Local

El efecto local de la extensión horizontal del foco está relacionada con el promedio de los diámetros de las dos isosistas mayores, VIII y IX (ecuación 12).

$$l_{xl} = \frac{(d_{9\text{máx}} - d_{9\text{min}}) + (d_{8\text{máx}} - d_{8\text{min}})}{2}$$

Tabla 6 Extensión Horizontal Local

Nº	Intensidad	D max (Km)	D min (Km)
1	VIII	80,1022	29,5298
2	IX	17,6088	8,5044

$$L_{xl} = 29,838 \text{ Km}$$

II. Normal

Como en el caso anterior, la extensión horizontal del foco está relacionada con el promedio de los diámetros de las dos isosistas mayores que representan el efecto normal (VII y IV).

$$l_x = \frac{(d_{7\text{máx}} - d_{7\text{min}}) + (d_{6.5\text{máx}} - d_{6.5\text{min}})}{2}$$

Tabla 7 Extensión Horizontal Normal

Nº	Intensidad	D max (Km)	D min (Km)
1	VII	115,7653	102,234
2	VII-VI	157,407	108,0608

$$L_{xn} = 31,439 \text{ Km}$$

5.3. Extensión Vertical

La extensión vertical del foco se calcula usando la ecuación (19):

$$\begin{aligned} z &= 1,5 (hn - hl) \\ z &= 1,5 (14,017 - 7,224) \\ z &= 10,189 \text{ Km} \end{aligned}$$

5.4. Coeficiente de atenuación azimutal α_z

$$\alpha_z = \frac{\gamma \Delta}{2.303 D^2 I} \quad (22)$$

Donde: Δ representa la distancia media al epicentro (radio medio de la i-ésima isosista); γ , el coeficiente obtenido de atenuación macrosísmica; I , la Intensidad epicentral *loc*; y D , denominada **distancia hipocentral**, considerando para su cálculo, la ecuación (4):

$$\begin{aligned} D &= \sqrt{hn^2 + \Delta^2} \\ D &= \sqrt{14,017^2 + 138,6465^2} \\ D &= 139,353 \text{ Km} \end{aligned}$$

Reemplazando finalmente todos los valores se tiene:

$$\alpha_z = \frac{2,558 * 138.6465}{2.303(139.353^2) * 9.2}$$

$\alpha_z =$	$0,0008620$	Km^{-1}
--------------	-------------	------------------

5.5. Magnitud Macrosísmica

La magnitud es una medida instrumental que indica implícitamente la energía liberada durante la ruptura y permite comparar un sismo con otro, esta también se puede obtener a partir de datos macrosísmicos utilizando la fórmula de Karnik (1969):

$$M = 0.5I_o + \log h_n + 0.35 \quad (23)$$

Donde: M , Magnitud Macrosísmica; I_o , Intensidad en el epicentro (valor de la máxima isosista); h_n , Profundidad Macrosísmica Normal

Reemplazando valores se tiene:

$$M = 6,00 \text{ magnitud local (Ritcher)}$$

5.6. Ecuación del Campo Macrosísmico General

Al analizar la ecuación (17), cuando $D > 3h$ y existe un amplio límite de variación de g , la cantidad h^2 bajo la raíz puede despreciarse y la fórmula toma la forma:

$$I_{in} = bM - \gamma \log \Delta i^2 + C \quad (24)$$

Al reemplazar los valores obtenidos, la ecuación general del campo macrosísmico queda definida como:

$$1,5M - I_i = 2,558 \log \Delta i - 1,8845$$

5.7. Distancia entre epicentros

La distancia horizontal de los epicentros local y normal se estima a partir de sus coordenadas, dada como:

$$E_{o \text{ local}} : \varphi = 0.0286^\circ N ; \lambda = 77.7485^\circ W$$

$$E_{o \text{ normal}} : \varphi = 0.1610^\circ N ; \lambda = 77.7986^\circ W$$

Aplicando la fórmula se tiene:

$$d = \sqrt{(Lat_{local} - Lat_{normal})^2 + (Long_{local} - Long_{normal})^2} \quad (25)$$

$$d = 0,1415^\circ$$

Finalmente, sabiendo que: $1^\circ = 111,11 \text{ Km}$

$$d = 0,1415 \times 111,11$$

$$d = 15,7264 \text{ Km}$$

5.8. Vector resultante de la dirección de desplazamiento. (LR).

Distancia que relaciona la distancia entre los epicentros d con la diferencia entre las profundidades h_l y h_n .

$$LR = \sqrt{d^2 + (h_n - h_l)^2}$$

$$LR = \sqrt{15,7264^2 + (14,017 - 7,224)^2}$$

$$LR = 17,13 \text{ Km}$$

5.9. Angulo β .

Es el ángulo que forma la horizontal con la longitud resultante LR, este es el ángulo de inclinación de la dirección de deslizamiento.

$$\beta = \arctan \frac{(h_n - h_l)}{d}$$

$$\beta = \arctan \frac{(14,017 - 7,224)}{15,7264}$$

$$\text{Angulo } \beta = 36^\circ \quad 23.$$

El modelo geométrico de la ruptura en el foco sísmico, obtenido a partir de los datos macrosísmicos procesados en este estudio es presentado en las figuras 16 y 17.

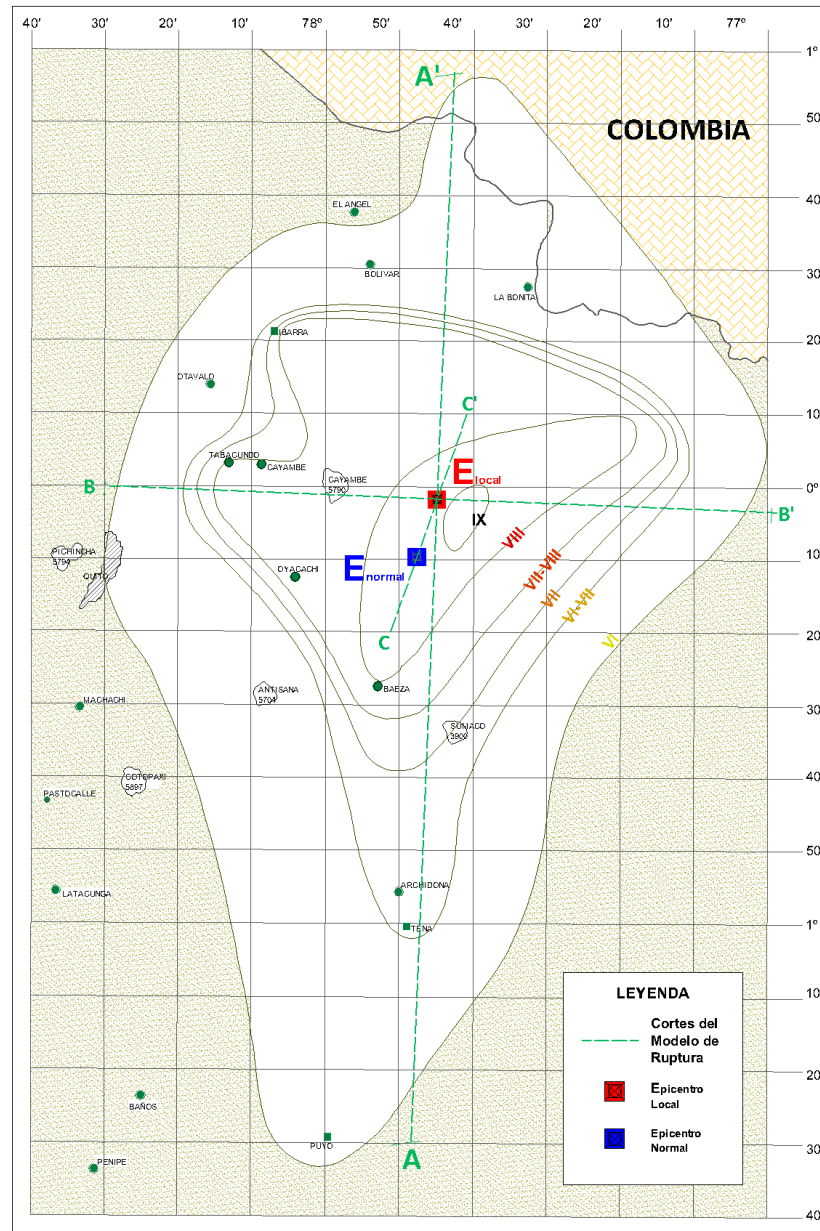


Figura 16 Modelo de Ruptura

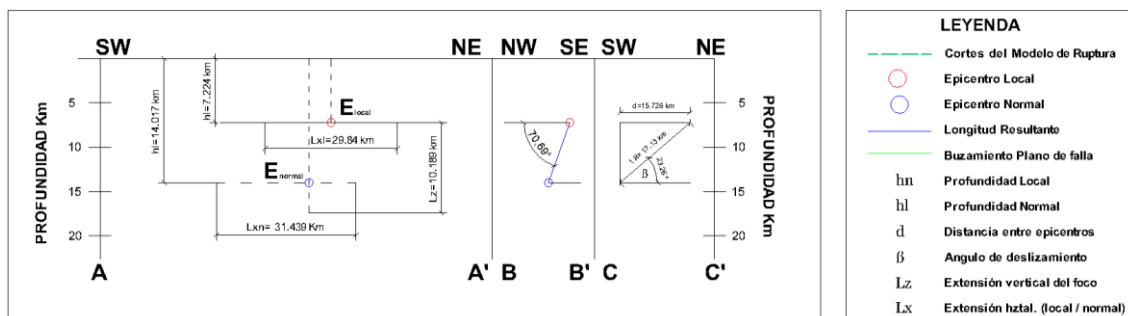


Figura 17 Modelo geométrico de la ruptura del foco

6. CONCLUSIONES

El análisis de los datos macrosísmicos permite indagar, con mayor precisión, las tendencias de falla, intensidades, profundidad del foco, entre otros datos que ayudan a determinar la incidencia e importancia de un sismo sobre las estructuras aledañas a la zona y ampliar el entendimiento de su comportamiento.

A diferencia de los datos instrumentales, las soluciones macrosísmicas permiten establecer un modelo de ruptura, en el cual es posible apreciar las extensiones horizontal y vertical del foco, lo que de hecho supone la existencia de por lo menos de dos focos de gran liberación de energía, considerados como los lugares donde inicia y termina la ruptura (focos normal y local respectivamente). Este proceso es lo que ocasiona la divergencia con los datos instrumentales, ya que las redes sísmicas asocian la información del primer impulso que sale de la fuente sísmica, dando un valor único para este parámetro.

Por estas razones, el análisis macrosísmico de los principales sismos que afectan a nuestro país, constituye un gran avance para el conocimiento de la sismicidad y la solución del problema de la amenaza y el riesgo sísmico, al permitir identificar adecuadamente la profundidad de su foco, intensidades y el modelo geométrico de su falla.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Biblioteca Virtual de Salud y Desastres. (Abril de 1987). *Preparación para casos de desastres en las Americas*. Recuperado el Febrero de 2013, de Boletín N 40: <http://helid.digicollection.org/fr/d/Jphp30s/5.html>
2. Dirección Nacional de Defensa Civil. (1988). *Terremoto del 5 de Marzo de 1987*. Quito: Ediciones Culturales U.N.P S.A.
3. Escuela Politécnica Nacional, E. (abril 2000). *"Los terremotos del Ecuador del 5 de marzo de 1987. Deslizamientos y sus efectos sociales*. Quito: Corporación Editora Nacional.
4. Espinosa, A. F., Hall, M., & Yepes, H. (2006). *Tectonismo y Sismicidad*.
5. Instituto Geofísico EPN. (5 de Marzo de 2012). *Servicio Nacional de Sismología y Vulcanología*. Recuperado el Febrero de 2013, de Los terremotos del Nor Oriente del Ecuador del 5 de marzo de 1987: <http://www.igepn.edu.ec/index.php/recursos/noticias/item/601-los-terremotos-del-nor-orient-del-ecuador-del-5-de-marzo-de-1987.html>
6. Instituto Geofísico EPN; José Egred. (1999). *Catálogo de Terremotos del Ecuador*. Quito.
7. ONU. (1988). *Comisión Económica para Latinoamérica y el Caribe*.